

複雑な造構造破碎の生成機構*

M. V. Gzouskii

小西 善治 訳

複雑な造構造破碎の生成機構型

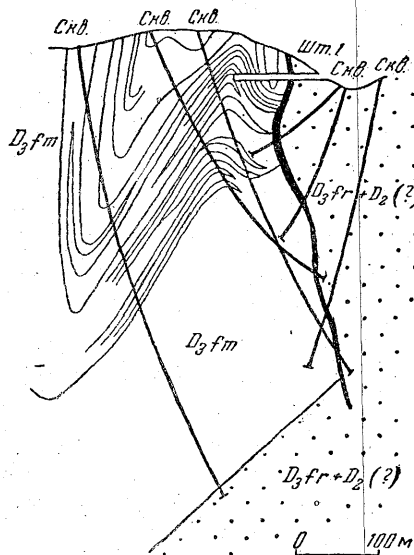
造構造破碎帯中にはその生成が塑性変型の出現と関連性のあるものが知られている。このような破碎は粘性(塑性)と名づけられる。破碎帯は応力が低度の瞬時強さ(momentary strength)の破壊状態にある岩石に長期間にわたって働く結果、現われる。他の破碎現象は破碎と直接密接な関連性のある塑性変型が先行しないで出現し、粉碎性(friable)と名づけられる。この種の破碎は瞬時強さに近い強さの破壊作用が短期(応力が働くとき出現する)働く場合に誘起される。この2型の破碎型の形成は岩石の破壊速度と塑性変型速度との比が異なるから可能となる。

著者は中央アジアの野外調査で、造構造性破碎地帯の縫合帯(saturated zone)が、10 dm から数10 m にわたる様な幅をもっていることを認めた。この地域では数100 m にわたって地層の転位が起こっている破碎地帯には、狭い単純な縫合帯がしばしば存在し、地表面上には僅かに破壊の跡が現われている。しかし数10 m の転位を示す破碎帯では、幅の広い縫合帯が認められ、地表面上には多数の破壊の跡が出現している。したがって縫合帯の幅とその構造の複雑性とは転位度でなく、破碎の生成機構によつて異なつてくることが考えられる。

精密地質調査で種々の造構造性破碎地帯を追跡すると、その延長線は直線型態でなく、波状型態を描くことが推測できるであろう。水平面と破碎帯との交錯線は正弦曲線型態、鎖状(chain)または千鳥形状(zigzag)を示す。鉱床地帯では多数の坑道および試掘孔で破碎帯の交錯線が波状型態を描いているのが認められる(第1図)。このような断面図を作成すると、大規模の破碎帯が波状を呈することが確認される。

野外調査を行うと次の現象が明らかになる。大規模の造構造性破碎帯の波状性は、初期に多数の(独立)小擾乱運動が起こり、それが融合・合体して生成されたものである。すなわち破碎運動の集中・分散が起こり、複雑な褶曲が生成され、地塊の大規模な押し上げが起こつて生成されたものである。

大規模の造構造地帯の境界に沿つて、単一の乱れに融合していない若干の同型破碎帯がしばしば認められる。1例をあげると断層がカフカズの Sokhmetkskoe-Gandzinskoe 脊斜の南西境界に沿つて、小鎖状に分布しているのが1944~1946年に明らかにされている。V. N. Danitovich は東部 Sayan 隆起地塊とイールクック amphitheater との南部境界に沿う地帯では単一の破碎帯が形成されないうで、ジュラ紀後期の衝上運動で逆断層が鎖状に発達しているのを確認している。このような相関現象は、造構造運動の様々な特性を示す大規模の造構造地帯の縁辺部に沿つて発達した破碎帯の大体初期の生成階梯にあつ



第1図 坑内地質データから T. E. Masalov が作成した地質断面図(断層の波状形態が認められる)
 [南部カザスタンの Karatau 山脈]
 D_3fm : Fameskii 期の炭酸塩質堆積岩(上部デボン系)
 $D_3fr+D_2(?)$: Fanskii 期+デボン系中期(?)の砂岩

* Гзовский, М. В. : Механизмы формирования сложных тектонических разрывов, РАЗВЕДКА И ОХРАНА НЕДР, No. 7, p. 1, 1956

ているようである。

他の地域、例えば Tyn-shany およびパミールの多数地域では、数 100 km にわたる造構造帯間の境界は、互に融合した断層・逆断層帯で代表され、いわゆる破砕帯群が形成されている。このような現象は、造構造運動の特性が異なる造構造帯の縁辺部にみられる破砕帯の高度の発達階梯にあたつているようである。類似の現象は褶曲の模型実験で求められている。したがって現在では個々別々に、あるいは互に組合わされて出現する大規模な造構造性破砕帯の最も単純な生成機構について述べることができる。

1. 多くの巨大な断層・逆断層および衝上げ (第1図に示されてある断層) は、独立して発達した初期小剪断面が融合して生成されたものである。この小剪断面が著しく弯曲性をもつと、大規模な乱れは正弦曲線状・鎖状の波性を示すようになる。

破砕帯の弯曲性はしばしば1次的であるが、水平 (flat) の初期破砕面の変形によつて形成されるものではない。初成の弯曲度は小破砕運動が中心部から周辺部に徐々に拡がって行くことが推定されるから、個々の剪断面の形成過程において、破砕構造の成長方向を徐々に変える指標となる。著者は撓曲構造を錯雑化する圧縮、喰い違いの条件下で誘起される巨大な断層・衝上げの波状性をモデル実験で再現した。モデルに方向を変えずに力を加えて変形させると、独立した多数の小さい割れ目の方向に徐々に変化が起きる。この種の割れ目は融合し、交錯して大きな破砕帯が徐々に形成される。

2. 広域に分布している大きな裂け裂罅 (tear-fissure) はしばしば弯曲型態を示し、異なる面上に生じた個々の裂け面が融合したものと考えられている。この考え方は実験で確かめられている。E. I. Chertkov はほとんど水平に近い緩斜裂け裂罅群がドーム状脊斜モデルの伸長状頂部に形成されることを観察している。この種の裂け裂罅群は、あたかも互に“張り合つた”ような状態を示し、割れ目の成長方向に著しい変化が起こつている。そのため隣接裂罅が融合して大きな弯曲状引裂けが形成される。破砕帯 (割れ目) の必要形成条件は垂直応力が存在することである。

3. 数 m までの変移を示す多数の乱れは、一層複雑な様式で形成される。破砕帯が形成される地帯には、まず echelon 状に分布する (比較的) 小擾乱列が誘起され、次で複雑な構造を示す単一縫合帯に接合する。破砕運動の初期発展階梯に対応する echelon 型裂罅列は、多くの地域、特に複雑な block 状炭酸塩質岩石の発達する地域に認められる。アメリカではこの種の echelon 型に配列する引張り裂罅が岩脈で充填されて数 100m にわたつて延長しているのが報告されている。

この種破砕帯を形成している地質環境には、単純な転位変形が誘起されたことを示す指標が一般に包蔵されている。単純転位変形は実験で確認されている。粘土・砂からなる水平層で再現された単純転位変形では、慣性の力と重力とは応力ならびに変形・裂罅の形成過程に本質的な影響を及ぼさないことが考えられる。したがって平衡運動方程式の類似の条件を導入する際には、物質の強さ ρ と加速度 g を含む項が省略される。したがって次のようになる。

$$C_{\eta} = C_{\tau} C_t \quad (1)$$

C_{η} —粘性度等価乗数

C_{τ} —応力の等価乗数

C_t —時間の等価乗数

そのほか周知のように、強さの等価乗数 C_p および弾性乗数 C_G は、応力の等価乗数 C_{τ} に等しいはずである。

$$C_{\tau} = C_G = C_p \quad (2)$$

(1) および (2) 式には、地質断面の等価乗数が含まれていないのはきわめて重要であるが、この場合には断面は等価物質の機械的性質の必須条件に影響を及ぼさないことが知られている。単純転位変形の場合は、単位時間内に形成される転位角の大きさで表わされる。この種速度値は時間因子と逆比例関係にあるから、転位速度の等価乗数 $C_{\dot{\gamma}}$ と時間の等価乗数との間には次の式が成立する。

$$C_{\dot{\gamma}} \frac{\dot{\gamma}_{\text{モデル}}}{\dot{\gamma}_{\text{対象変形 (Object)}}} = \frac{1}{C_t} \quad (3)$$

モデル変形の他型の場合には、与えられた乗数は全転位変型の強度変化に対応する速度に対して展開される。

モデル化実験の対象には主として Karatau の炭酸塩質岩石に発達する echelon 型の裂罅をとりあげた。したがって岩石の粘性率 η_1 は 10^{20} ポアズにとることができるであろう。その場合、転位率 G は平均して $5 \cdot 10^5$ kg/cm² オードと考えられるから、本実験は次のようになる。

資 料

$$C_{\eta} = \frac{10^4}{10^{20}} = \frac{1}{10^{16}}$$

$$C_{\tau} C_G = \frac{5}{5 \cdot 10^5} = \frac{1}{10^5}$$

$$C_p = \frac{10^{-3}}{10^2} = \frac{1}{10^5}$$

(2) 条件が満足されていることが知られる。

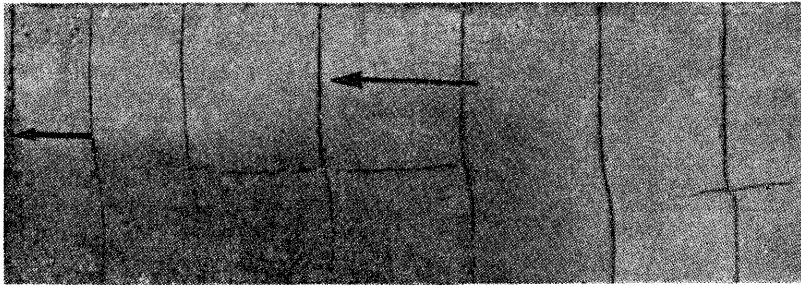
(1) 式から C_t の値が求められる。

$$C_t = \frac{C_{\eta}}{C_{\tau}} = \frac{10^5}{10^{10}} = \frac{1}{10^{11}}$$

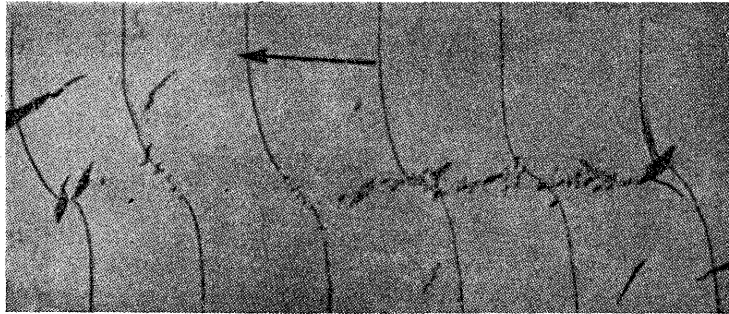
上述の C_t 値の場合には1分間の実験時間は自然変型過程の発展の3,000年(1年は約 $3 \cdot 10^7$ 分に等しいと考える)にあたる。地殻が高度の変動を蒙っている地域、例えば日本の自然条件のもとでは地表面の普通の転位速度(伏角)は1年間に約0.03分(2,400年に 1°)であるが、極大速度は1年間に5~6分(600年に 1°)に達する。(3)により2,400年に 1° の自然の転位速度はモデルで再現されるはずである。

$$\bar{\gamma}_{\text{モデル}} = \frac{\bar{\gamma}_{\text{対物変形}}}{C_t} \approx 5.5^\circ (\text{分})$$

著者の実験では平均速度は1分間 5° の割合で行われた。著者と E. I. Chertkov とはこの実験によつて, echelon



A



B

第2図 多様な組成の含水粘土試料が人工的に求められた剪断応力性エチロン (echelon) 型割れ目
A—ベントナイト質粘土系
B—褐色砂質粘土

に配列する割れ目列が、各割れ目型の縦軸に一定の角度で形成されることを認めている(第2図A, B)。

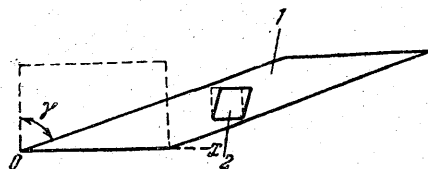
この角度の大きさは裂罅の出現に先行して出現する転位の塑性変型値に左右されないが、素材(モデル)の機械的性質で決定される。したがつて echelon 型破碎帯(割れ目)は地殻の引裂けばかりでなく、断層が形成されることが考えられる。この考え方は転位の方向にきわめて僅かな“偏り”を示す亀裂が形成されるので裏付けられる(第2図A)。さらにこの考え方は、単純転位変型作用を蒙つて形成された変型像内の応力分布特性に関する考え方と一致している(剪断性割れ目は剪断角 α が 45° 以下るときには echelon 型に配列するはずである)。いま echelon 状に配列する剪断性のずり下り割れ目(down fall crack)が形成されるとするならば、その形成は2階梯にわたること

が推定される。

- (1) 平行に発生する剪断割れ目に沿つて、物質の局所移動が起きる。
- (2) 割れ目が斜めに拡がり、それに伴つて物質の全移動(単純転位変形の場合)が起きる。

このような階梯を経て、ずり下り割れ目が形成される。この結論は一般に普及されている仮設と一致しているが、著者の岩石およびそれと等価物質の変形・破碎過程に関する考え方を裏付けている。

単純転位が発達するときには、全変形(運動)に同時的に存在する弾性成分と塑性成分とを区分することが必要である。転位の弾性成分(岩石および選び出された等価物質の極大潜在弾性変型値には限界性があるために)は遙かに大きな塑性転位(第3図)が同時的に誘起されることが考えられるにもかかわらず、 1° または 1 radian を超えない。したがつて単純転位に基づく変形の弾性成分軸は、空間的には塑性成分軸のように分布しない。変型の弾性成分軸は塑性転位の大きさには限界があるから、 1° までの精度で、転位の方向に対して 45° の角度で定配向(constant orientation)を維持するはずである。たゞしこの場合には全変形の大きさに左右されない。しかし全変形の塑性成分の大きさには限界がない。いま塑性成分の大きさが増大すると、その軸の方向が変わり、平行の新しい線状亀裂が現われる。



第3図 単純転位による最終変形(final deformation)とその弾性成分との相関関係図

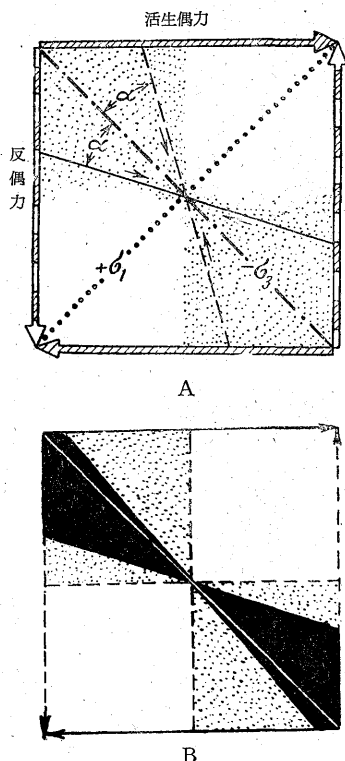
- 1: 終全変形
- 2: 与えられた瞬間の最終変形の弾性成分

等方性の物質にあつては、応力軸の方向と変形の弾力軸は力成分軸の方向とが一致することはきわめて重要である。したがつて〔変形(運動)の塑性成分に基づいて成長する転位の全量と無関係に〕事実において転位化方向と 45° の定角を形成する。

単純転位によつて形成される応力(ひずみ)状態の本質的な特性は、圧縮応力($-\sigma_3$)と引張応力($+\sigma_1$)とが同時に働くことである。岩石およびそれと等価物質との強さの性質に関する現在の考え方によると、単純転位の場合には応力(ひずみ)状態に対応して極大引張($+\sigma_1$)軸に垂直に裂け目が形成されるが、極大圧縮軸($-\sigma_3$)に対しては一定角度 α で接合(縫合)面が生じる。このような相関性は様々な組成からなる湿潤粘土のモデルで観察されている。実験によれば単純転位(圧縮軸または引張軸が1軸の場合)の際には、剪断角 α は常に 45° 以下である(第4図)。しかし割れ目の形成後においても、変型作用が持続的に働いている場合には、回転運動が起きるので、“ひずみ”(誇張化)が認められる。

上述の諸事実から次のことが考えられる。echelon 型の破碎(断層)帯を形成する単純転位変形の主要特性は、(附加)応力の増大した地域(転位を受けた地帯にあたる)の地殻の伸長方向と剪断方向との差異によつて形成される。剪断方向は剪断角と(極大応力の作用する伸長方向に 45° の角度で配列する)垂直応力軸の配向位置で決定される。たゞしこの場合、剪断角が 45° であるときには、2 共役方向中の1方向に沿つて発達する剪断裂罅(割れ目)は、極大応力軸に平行に伸張り、echelon 型をとらない。

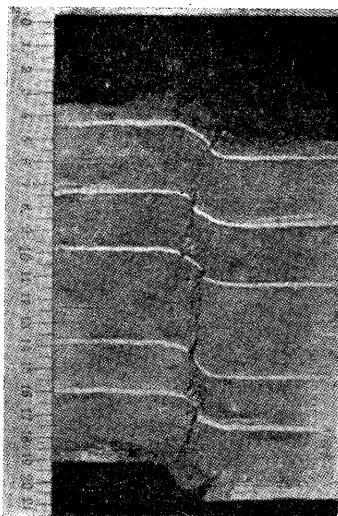
モデルでは echelon 型に配列する割れ目の出現後に次いで起きる大断層(破碎帯)帯の両盤を接合する架橋帯(bridge zone)の破壊が起こる。変形像では架橋帯は echelon 型の初期割れ目の成長方向が変わるために破壊される状態がみられる。割れ目の成長方向が変わると、割れ目は相互に融合し、一層大規模の破碎(断層)帯にみられ



第4図 単純転位変形の場合の剪断裂罅の分布様式
 A: 応力ひずみ軸($+\sigma_1$ と $-\sigma_3$)および割れ目の理論配向(orientation).
 B: 湿潤粘土の変型像で人工的に求められた割れ目の配向状態を示す
 α : 剪断角; $+\sigma_1$ に垂直の“引裂け”割れ目は圧縮応力の作用方向に一致する。偶力の発生した瞬間における割れ目の位置方向は黒く塗った部分に存在する

資 料

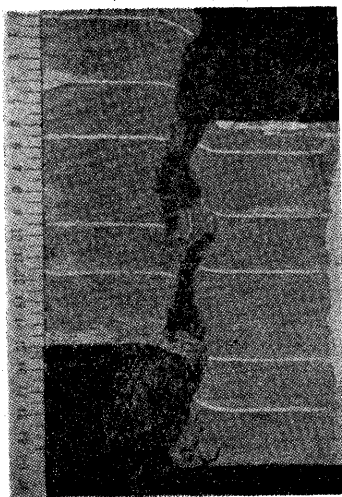
る波状構造の縫合帯が形成される。小割れ目の彎曲面は割れ目の成長にしたがって回転運動を起こした各限界地塊（断層）中にしばしば発達している（第5図）。



A



B



C

第5図 (A)初期 (B)中間期 (C)終期
この図からみられるように各限界破碎（断層）地塊は回転運動を起こしている

大規模な波状断層（破碎）帯の両盤の移動がさらに進み、剪断面が拡大（終期）すると、全縫合帯の既凹凸面が消失され、遂にレンズ状の破碎面が形成されるにいたる。

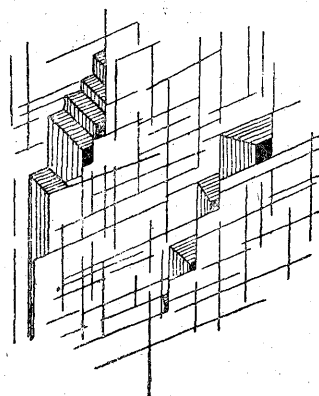
4. 破碎面の引張性ずりは、岩石のもつ強さの弱化した面（層面・層理・断裂劈開面）に沿って破碎運動が促進されると形成される。大規模な剪断面が先在層理系および断裂劈開系に順応して発達している例については W.G. Chang が記載している。著者は中央アジアで波状を呈する古生代の断層型態を継承した白堊紀・新生代の巨大な裂け断層に出会ったことがある。N. P. Semenenko は、巨大地塊の相対的移動が2方向に延びる古期の剪断裂罅を利用して形成されているのを報告している。N. P. Semenenko によれば、1方向の剪断裂罅面に沿っては断層

が再生したが、他の剪断裂罅には水平のずれが形成された(第6図)。

モデル実験成績から推測すると、上述の複破碎構造の機構は、変型岩石に附加された定外力で出現する。この場合、外力の大きさおよび方向は常に一定である。そのうえ、様々な割れ目形成の上述の階梯の出現は、割れ目の成長過程自体の特性と相関関係があつて負荷外力が変わる(方向と大きさ)ことを必要としない。

地殻の造構造運動は、周知のように、複雑な、かつ可変的(variable)の性質をもっている。したがつて研究対象にとりあげられる地殻上の変型構造は、種々の時代において大きさおよび作用方向の異なる外力を受けている。負荷外力が不定であるから、同一破碎面に沿う地殻の移動の方向が変わつてくる。このような例は無数にあげられる。例えば I. G. Kuznetsov はカフカズの地体構造の形成過程で生じた深所断層(正・逆断層)面に沿う地殻の移動方向の変化を重視している。

多くの鉱山地質家は、同一破碎面に沿つて、両盤の相対的移動方向が種々の時代で異なつてゐることを明らかにしている。著者は Kratau で次のような現象を確認した。この地域では、急斜褶曲軸を切つて発達した上部古生代の破碎帯に沿う造構造運動は、最初擾乱面の落しの方向をとり、次で延長方向に集中した。したがつてこの地域では、同一破碎帯にはまず正断層、次に水平ずりが形成された。著者はまた中部ハンガリアの採石場で褶曲軸を切る断層面にみごとな鏡肌(送り跡)を認めた。断層は三疊紀の白雲石および漸新世の含塩層(種々の岩相を示す)の巨大な隆起部を切つている。転位方向および大きさは坑道で確認されている。このデータによれば、條線構造は落しの方向にはみられないが、断層の延長に平行に発達している。同一断層破碎帯の鏡肌にはまったく異なる配向擾痕が認められ、擾痕の配向方向差は 90° に達することがある。造構造運動およびそれに関連性のある外力の方向性と変動性にと留意するならば、巨大な造構造破碎(断層)帯の発達するときには、1機構でなく、上述の数(形成)機構の顕在化が考えられる。しかし破碎(断層)帯の形成がきわめて単純で、時間的にも長期間にわたらないものとみなすか、あるいは複擾乱構造の形成過程の1階梯と考へて破碎(断層)帯を形成機構に基づいて説明することができるであろう。



第6図 古期剪断裂罅(割れ目を利用して形成された複破碎構造を示す

他の特性をもつ外力で断層破碎帯に沿つて形成された反復“水平ずり断層”は、断層帯の形成当時の方向とまったく異なる方向性をとることが考えられる。この仮設はきわめて重要であつて、剪断面に沿つて起きた地塊の移動方向に関するデータを基にして応力軸の配向方位を復元する際に考慮に入れるべきである。断層帯の両盤の喰い違いの方向および共役剪断面に対する角度は破碎断層帯を誘起した応力軸の復元に利用される。たゞしこの場合には、形成後の地体構造の発展過程でゆがめられていないか、あるいはゆがめの度合いが計算できる場合にに限られる。

破碎(断層)帯に起きた各転位・移動階梯(“可動体”)を区別する際には次の点に留意すべきである。単調な條線構造が発達している断層面の大きさは、可動地塊の“ずり”が断層面に沿つて起きる度合(shifting amplitude)の決定に利用できない。鏡肌が広い面積にわたつて形成されるためには、断層面の両盤が比較的僅か移動するだけで充分である。しかし重要な点は、磨擦面が充分大きいことが必要である。これらの諸問題を明らかにするためには、地震で起きた地盤の移動データが役立つ。地球上の最擾乱地域の断層破碎帯における地盤の“可動”範囲は、普通7~8 m、ときには数10~20 mに達する。断層線の延長は数10 m、ときには100 kmに達することがある。このような断層破碎帯は、おのおのの移動範囲がおそらく10~12 mを超えないような(可動)地塊が無数に集まると形成される。擾乱堆積層の特性に及ぼされた“破碎作用の長期間にわたる影響”に関する地質学的データは、地塊の可動範囲の小さいことを裏付けている。

地質家は断層破碎帯の空隙が流動物質で充填されていることが知られている(岩脈の貫入)。この種の流体の大部分は、断層破碎帯の縫合部分に形成された空隙壁から流動方向に向かつて晶出している。したがつて地殻に起こつた連続性の乱れが取り除かれる(回春性)。空隙は少数の断層破碎帯の僅かな部分にだけ長期間にわたつて維持される。したがつて既破碎面の両盤に起きた新しい転位は、鉱物物質による地殻の機械的破壊(鉱液の上昇)、すなわち新しい破碎作用の発生を意味している。回春縫合部に沿つて形成された新破碎(断層)作用の生成機構は、すでに述べた“強さ”の弱化した物質からなる面に乱れが順(適)応することに帰する。

鉱体の形態と生成とに及ぼされる破砕の形成機構の影響について

大規模な造構造性破砕断層帯の形成機構の研究は、実際の・理論的問題の解決に役立つ。

割れ目(裂罅)の波状性は、鉱山作業を行う際に考慮に入れる必要がある。精密調査にあつては、裂罅の波状性を利用すると、多くの場合乱れを成因と生成年代とによつて区別する可能性がみいだされる。縫合帯(小地域で明らかにされた)の賦存成分は、相当の距離にわたつて一定であると考えられない。破砕・断層帯の僅かの地区で確認された走向方位の平均差は 12° である。しかしある地域では、平均走向方位の偏倚は、まれに 90° に達することがある。

割れ目の波状弯曲性は、ある距離を以て配列する破砕・断層地帯の縫合部分にレンズ空所をしばしば誘起する原因となるから、探鉱にあつて波状弯曲性に留意する必要がある。これらの空所は普通鉱脈で充填され、富鉱部を形成する。裂罅の著しく弯曲する箇所および弯曲方向の変化する箇所では、巨大な縫合帯を構成する(種々の年代に生成された)小乱れが連接(link)して、それぞれ性質の異なる鉱体が生成される。

このような剪断面が合して形成される破砕断層帯の縫合部には、鉱体の賦存していることが知られている。この種鉱脈は分岐し、ほとんど平行に走るが、膨縮に富んでいる。しかし鉱脈が尖滅しても、その延長上に現われることがしばしばある。したがつて裂罅(割れ目)の集中または分散は、破砕帯に賦存する鉱床の規模の推定に役立つ。

多くの大鉱脈は、裂け裂罅が合して形成された空隙を充填している。特にこのような破砕・断層帯にはしばしば岩脈が発達している。この種岩脈を切つている裂罅には鉱体をしばしば包有している(晩期)。したがつて鉱床地区では鉱体と“共役関係”にある構造要素(structural element)を考慮に入れる必要がある。

echelon 状に配列する裂罅が合して形成された破砕帯に鉱体が賦存していることが知られている。アルタイ・カラタウ・カナダおよびその他の地域では、類似型の破砕・断層地帯の縫合帯を充填した複合熱水鉱脈が知られている。この種鉱脈では1鉱体が尖滅すると、普通その延長上に現われなくて、少し離れて echelon 状に配列している。

最後に裂罅が一層初期に起きた“乱れ”に順(適)応する事実は、一連の鉱床の生成に大きな影響を及ぼしている。既破砕面(裂罅)に沿つて起きた新しい地塊の転位は、早期に充填・生成された鉱石に変成作用を及ぼす。著者は Karatan で古生代の断層破砕地帯(逆断層)の縫合帯に沿つて発達した破砕帯(水平ずれ)を充填する厚さ30mの巨大な炭酸塩質鉱脈を報告している。この地帯では新しい鉱脈を生成した(上昇)熱水溶液は、破砕帯を循環し、古生代の多種金属鉱体を交代し、侵出している。

複破砕構造の生成機構に関する考え方は、空間内における熱水鉱床の配列状態を決定する鉱液通路の問題と関連性がある。小擾乱帯に接する大規模な破砕帯が、鉱液の上昇通路となり、小擾乱帯に富鉱部を形成することがある。しかしある地域では、大破砕(断層)地帯の縫合部に鉱体を欠き、この考え方に矛盾する場合がある。これは次のように解釈できるであろう。小擾乱運動が大破砕(断層)帯の完成される寸前(地質学的意味における)に発生した地域では、熱水溶液は、大破砕帯の完成をまたずに上昇したことが考えられる。したがつてこれらの地域、例えば南カザスタンでは鉱液は初期の小割目・裂罅・断層面を伝つて上昇し、それを充填して鉱床を形成したが、多くの大断層面・衝上面に沿つて転位(地塊)が起きたとき(大断層破砕帯の完成期)には、鉱液の上昇がすでに停止していたことが推測される。したがつて多くの一層晩期の破砕帯(そのなかには上部古生代の大縫合帯を含む)では、鉱体は一般に欠いている註1)。第7図Aには側弯曲(lateral bending)の一大脊斜構造の翼部に小含鉱石断層裂罅(ore bearing fault fissure)と、一層大規模のほとんど垂直に近い無鉱石断層裂罅とが発達している例が示してある。この断層破砕帯は上部古生代に生成されたものであつて、褶曲している。地質的観察によれば、比較的小規模の断層裂罅よりも古いことが考えられる。

上述の断層破砕帯の生成年代の異なる原因を解明するためにモデル実験を行つた。モデルの縮尺は1:100,000に選り、密度の等価乗数 $C_p = \frac{1}{2}$, 加速度 $C_g = 1$ とつた。したがつて応力 C_r , 慣性係数 C_G , 強さ C_p のそれぞれの等価乗数は相等しくなるはずである。

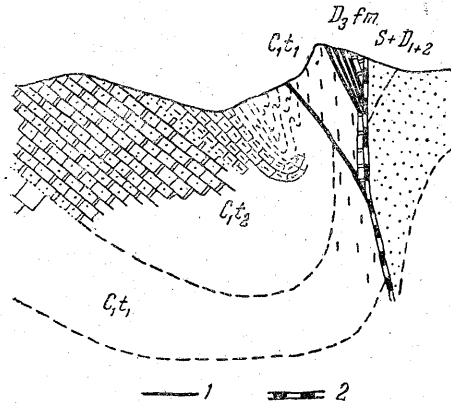
$$C_G = C_p = C_r = C_p C_g C_l = \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{100,000} = \frac{1}{2 \cdot 10^5} \quad (4)$$

註1) 著者は南カザスタンの Karatau 鉱床の成因を熱水溶液によるものとしている。しかしソ連の他の鉱床学者は水成 origin を主張している。しかし著者によれば断層破砕地帯の縫合帯に賦存する鉱体では、鉱石は地下水の循環によつて2次的に再沈澱すると述べている。

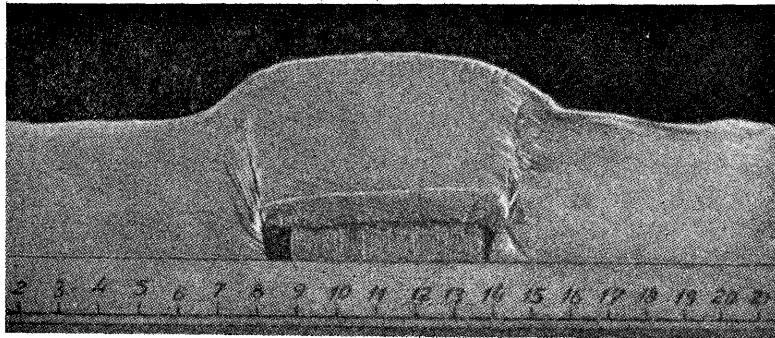
さらに時間の等価乗数 $C_t = \frac{1}{5 \cdot 10^{11}}$ を選ぶと、粘性係数に対して次の等価乗数をとることができる。

$$C_\gamma = C_t C_\eta = \frac{1}{5 \cdot 10^{11}} \cdot \frac{1}{2 \cdot 10^5} = \frac{1}{10^{17}} \quad (5)$$

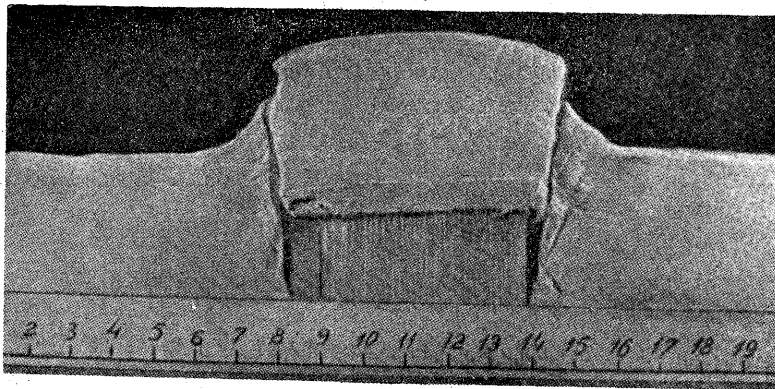
断層破砕帯が発達している脊斜構造を構成する炭酸塩質岩石が、約 $200,000 \sim 300,000 \text{ kg/cm}^2 G$ の転位変形に完全



A



B



C

第7図 A: 脊斜の裏部; (1) 古期の含鈦石断層裂罅 (2) 鈦床生成後の大断層裂罅
B: 小(逆)断層裂罅の発展した初期階がみられる
C: 大規模な逆断層裂罅の後期の発展階梯が示してある

資 料

に均衡する弾性率をもっているとする、剪断応力および水平ずりに対する瞬時の強さは 1 cm^2 に対して 100 kg のオーダであつて、 10 km 以内の地下深所で緩変型が起きると粘性係数 η_1 は $10^{18} \sim 10^{19}$ ポアズのオーダである。したがつて (4), (5) の等価乗数の計算条件によると、モデル物質は G の転位変形に完全に均衡する弾性率 $1 \sim 2 \text{ kg}$ のオーダ、瞬時の強さ P_{mgm} が 1 単位または $\frac{1}{10} \text{ kg/cm}^2$ をもつことが必要である。しかし高速変形 (speed deformation) — 天然の変形速度と等価 — の場合には、粘性係数は約 10^8 ポアズとなるはずである。これらの条件を考慮に入れて行われたモデル実験によつて次の諸現象が明らかになつた。すなわち側弯曲の対象脊斜が成長するにしたがつて、まずその翼部には下方から上方に向かつて発達する多数の小 (逆) 断層裂罅が発生し (第7図B)、次で両翼部には大規模なほとんど垂直の単一断層裂罅が形成され、そのなかに一層早期の破砕面の部分がとりこまれる (第7図C)。

このようにモデル実験によれば、Karatau の地質データで復元された断層破砕帯の逐次発展 (consecutive development) のあらゆる階梯が追跡できる。すなわちモデルを利用すると、側弯曲脊斜構造を複雑化する天然の乱れの発達 Sequence を考えることができる。したがつて乱れがモデルで再現できるから、地質家がしばしば利用する仮説 “種々時代に発生する断層破砕帯の型の変化は、その地域に作用する外応力の特性の根本的な変化と関連性がある” という仮説で乱れ (断層破砕帯) の形成を解釈する必要がなくなる。

結 論

大規模の造構造破砕帯の形成機構は、上述のモデル実験データからみられるように多様である。形成機構の出現は、応力の作用する造構造の場の性質と岩石の強さの特性とに相関関係がある。種々の構造帯に発生する時間的に異なる不定の造構造運動は、地殻に作用する外応力の性質変化を導く。この性質変化は断層破砕帯の生成過程の2次的錯雑化と相関関係がある。

さらに断層破砕帯の形成機構をおしよめるためには、野外でテーマ研究を行うとともに、割れ目 (裂罅) の生長過程の運動学的研究、同位元素による鉍脈の生成年代の決定 (岩石・鉱物の利用)、モデル実験の広範な適用を行うことが必要である。